مجله
بلورشناسی
و کانی شناسی
ایران

مقاله پژوهشی

Iranian Journal of
Crystallography
and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۵۵۱ تا ۵۶۴

خاستگاه سنگ های آتشفشانی مجموعه افیولیتی باغ چنار، شمال استان هرمزگان

پیام توکلی، محمد پوستی* ، غلامرضا قدمی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۱/۱۴)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی منطقه باغ چنار در شمال شرق استان هرمزگان، شهرستان حاجی آباد واقع هستند. این سنگ‌ها از نظر ساختاری در گستره‌ی برخوردی با پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند. مجموعه سنگ‌های این منطقه دربردارنده گدازه‌های بالشی، دایک‌های ریزگابرویی، فرامافیک‌ها و رسوب‌های عمیق دریایی شامل آهک‌های گودابه‌ای و چرت‌های رادیولاریتی و برخی میان لایه-های نازک رسوبی و سنگ‌های دگرگونی است که در دوره فعالیت ماگمایی روی هم به صورت آمیزه رنگین انباشته شده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل بازالت و آندزیت بازالت هستند. بافت این سنگ‌ها، پورفیری، شیشه‌ای پورفیری و گلومروپورفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. کانی‌های فرعی و ثانویه نیز شامل کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر هستند که در یک زمینه شیشه‌ای و ریز بلور قرار دارند. الگوی عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی بیانگر غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و برخی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) بوده که نشانگر شکل‌گیری گدازه‌های بالشی در گستره بازالت‌های مناطق کششی هستند. بر اساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های مورد بررسی در گستره سری ماگمایی تولئیتی با خاستگاه پشته میان اقیانوسی قرار دارند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی مجموعه افیولیتی باغ چنار از ماگمای تولئیت تشکیل شده‌اند. این ماگما در یک محیط زمین‌ساختی گسترش دریایی تشکیل شده است و فرآیندهای تکاملی ماگما در این مجموعه شامل تبلور جدایشی و آلودگی پوسته‌ای بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *آتشفشانی؛ بازالت؛ آندزیت بازالت؛ پشته میان اقیانوسی؛ باغ چنار.*

مقدمه

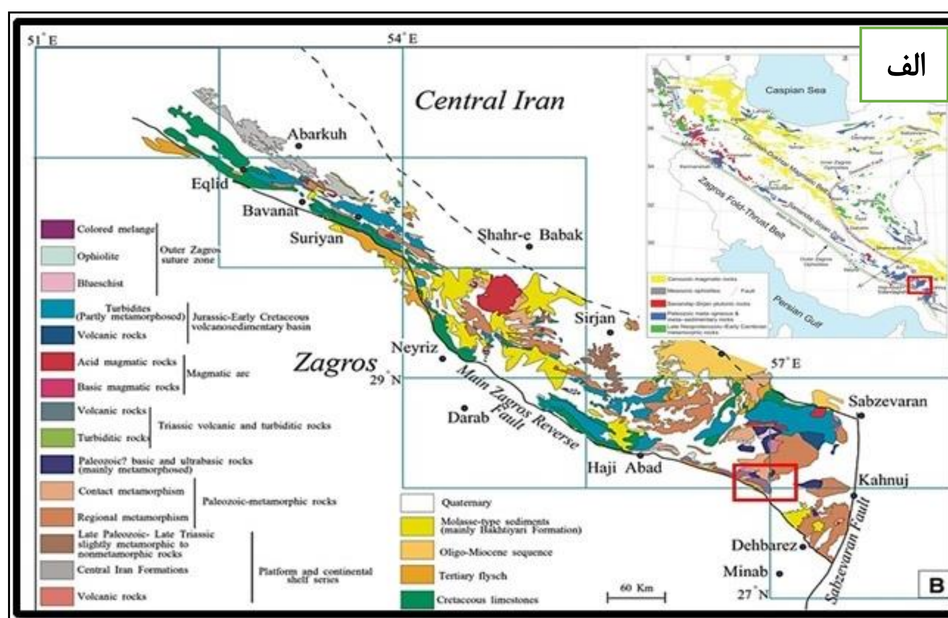
منطقه مورد بررسی باغ چنار بر نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت آباد واقع است. این منطقه بخشی از نوار افیولیتی اسفندقه حاجی آباد است که از نظر موقعیت ساختارهای زمین‌شناسی، از شمال به پهنه سنندج-سیرجان و از جنوب به پهنه زاگرس مرتفع می‌رسد و در برخوردگاه دو پهنه ساختاری یاد شده قرار دارد (شکل ۱ الف) [۱]. مجموعه افیولیتی باغ چنار از مهمترین رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی اقیانوسی در زاگرس جنوبی است و بررسی آن می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد فرآیندهای ماگمایی و دیرینه زمین‌ساختی منطقه ارائه دهد.

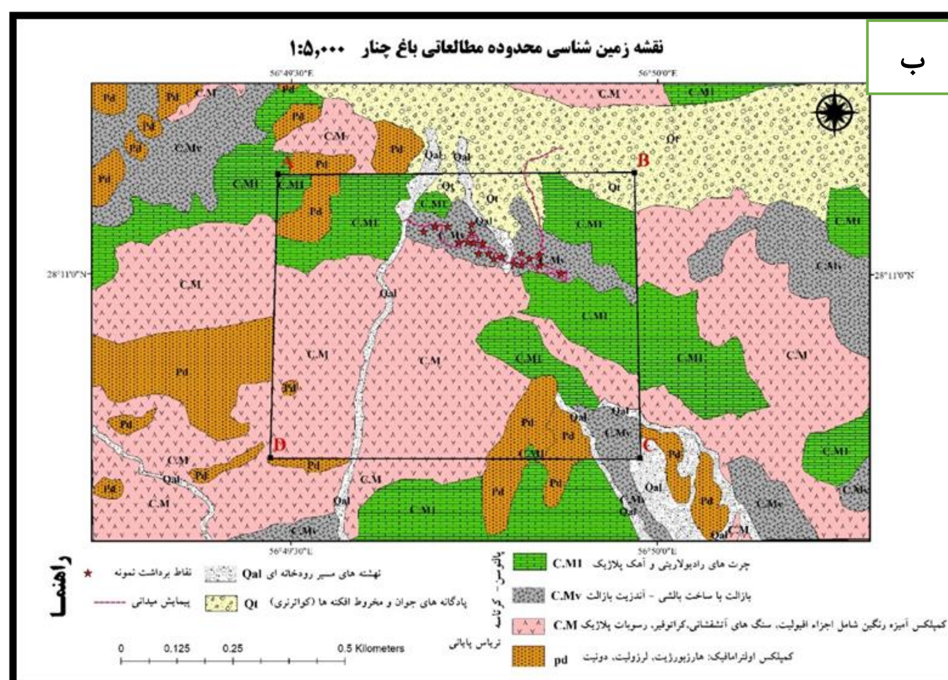
منطقه مورد بررسی شامل مجموعه آتشفشانی افیولیتی بوده و بیشتر دربردارنده سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالت است. این نوع سنگ‌ها از ماگمای تقریبا اصیل به وجود آمده‌اند و با استفاده از این نوع سنگ می‌توان ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و ساختاری مناطق عمیق‌تر به ویژه گوشته را به خوبی شناسایی کرد [۲]. در این پژوهش برای تعیین خاستگاه و نوع ماگمای اولیه، محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما و فرآیندهای تکاملی ماگما در مجموعه افیولیتی باغ چنار، سنگ-های آتشفشانی از نظر سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی بررسی شدند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۷۶۱۸۱۳۷، پست الکترونیکی: m.poosti@hormozgan.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

تا کنون پژوهش‌هایی پیرامون افیولیت‌های منطقه اسفندقه-حاجی آباد انجام شده است که در اینجا به برخی از آنها اشاره می‌نماییم. [۳] نخستین بار در سال ۱۳۷۴، سبزه‌ای سنگ‌های فرامافیک نواحی اسفندقه، آب بید و صوغان را بررسی کرد. [۴] حسام الدین معین زاده در سال ۱۳۸۶ سنگ‌شناسی و کانی-شناسی مجموعه دگرگونی مناطق صوغان و آبدشت را در قالب رساله دکتری در دانشگاه کرمان بررسی کرد. [۵] منظمی در سال ۱۳۷۷ زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و خاستگاه کانسار شیخ عالی در جنوب منطقه باغ چنار را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد در دانشگاه تبریز بررسی کرد. از این رو، یافته‌های این پژوهش می‌تواند به درک بهتر فرآیندهای ماگمایی و دیرینه زمینساختی زاگرس جنوبی کمک کند و اطلاعات مفیدی برای پی‌جویی مواد معدنی در این منطقه ارائه دهد.





شکل ۱ الف) موقعیت منطقه باغ چنار در نوار افیولیتی اسفندقه-حاجی آباد. ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی.

روش بررسی

برای انجام این پژوهش، نمونه‌هایی با کم‌ترین هوازدگی از سنگ‌های آتشفشانی مختلف از مجموعه افیولیتی باغ چنار جمع‌آوری و سپس به منظور تعیین عناصر شیمیایی و کانی-شناسی تجزیه شدند. نخست با استفاده از بانک‌های اطلاعاتی، مقاله‌ها و همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ دولت آباد، اطلاعات کلی در مورد منطقه بدست آمد. سپس، طی بازدیدهای صحرایی حدود ۳۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه برداشت شد که ۲۲ عدد آن‌ها به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. پس از سنگ‌نگاری و بررسی دقیق نمونه‌ها در زیر میکروسکوپ قطبشی، به منظور بررسی‌های زمین-شیمیایی، ۱۲ نمونه با کمترین دگرسانی برای تعیین عناصر اصلی، فرعی و کمیاب با روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به شرکت زر آزما در تهران ارسال گردیدند. در پایان به منظور تعیین اسامی دقیق سنگ‌ها و تفسیر داده‌ها، از نرم افزارهای Gcdkit و اکسل استفاده شد. همچنین پس از استخراج تصاویر ماهواره‌ای با کیفیت بالا برای شناسایی واحدهای سنگی و در آخر پیمایش و کنترل‌های زمینی انجام شده، نقشه زمین‌شناسی منطقه با نرم‌افزار ArcGis تهیه گردید (جدول ۱ و ۲).

زمین‌شناسی منطقه

منطقه باغ چنار شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های بازی، فرابازیک و واحدهای رسوبی واقع در رأس توالی افیولیتی یا همان رسوب‌های عمیق دریایی دربردارنده چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های گودابه‌ای است که سامانه‌های درزه‌ای ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی آن‌ها را به قطعه‌های ریزتری تقسیم کرده‌اند. نوار افیولیتی اسفندقه حاجی آباد از نظر زمین‌شناسی و زمین‌ساخت در بخش جنوب خاوری پهنه افیولیتی نئوتتیس قرار دارد (شکل ۱ الف). در این پهنه هم سنگ‌های ردیف افیولیتی شاخه شمالی نئوتتیس حلقه افیولیتی درونی (Inter Ring Ophiolite) و هم ردیف سنگ‌های افیولیتی مربوط به شاخه جنوبی نئوتتیس (Outer Ring Ophiolite) وجود دارند. افزون بر این، بقایای پوسته قاره‌ای بین این دو شاخه از نئوتتیس و سنگ‌های کمان آتشفشانی فرورانش و پوسته اقیانوسی شاخه جنوبی نئوتتیس در زیر باریکه پوسته قاره‌ای نیز در این پهنه قرار دارند. در این کمان آتشفشانی و لبه باریکه پوسته قاره‌ای، توده‌های گرانیتی در پاره‌ای از زمان‌ها تزریق شده اند. در این گستره که در شمال پهنه‌های زمین‌شناسی-زمین‌ساختی مکران و زاگرس و در جنوب پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و لبه جنوبی قطعه لوت واقع است، افزون بر رخساره‌های سنگی ردیف افیولیتی و سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک مربوط به بقایای باریکه پوسته قاره‌ای و سنگ‌های دگرگونی، رخساره‌های سنگی مربوط به بازشدگی و گودشدگی حوضه‌های کافتی نئوتتی (Facies Rift) شناسایی شده‌اند [۱]. سنگ‌های آتشفشانی به سن تریاس پسین- ژوراسیک پیشین و شیل و چرت‌های آغشته به منگنز و رخساره فلیش در این منطقه را می‌توان از رخساره‌های عمیق-شدگی و بازشدگی کافت نئوتتیس در این پهنه زمین‌شناسی-زمین‌ساختی دانست. از دیدگاه کانه‌زایی، سنگ‌های فرابازیک مجموعه افیولیتی چون هارزبورژیت و دونیت می‌توانند سنگ میزبان کرومیت و عناصرگروه پلاتین و توده‌های گابرویی می-توانند، سنگ میزبان گروه پلاتین و تیتان باشند.

جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی (برحسب wt%) (WGS84 -۴۰R).

نمونه	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12
ترکیب	آندزیت بازالت	بازالت	بازالت	بازالت	آندزیت بازالت	بازالت	آندزیت بازالت	بازالت	آندزیت	بازالت	بازالت	آندزیت بازالت
مختصات جغرافیایی	۴۸۳۳۱۷	۴۸۳۲۷۴	۴۸۳۲۴۱	۴۸۳۲۰۰	۴۸۳۳۷۴	۴۸۳۳۵۷	۴۸۳۱۷۱	۴۸۳۲۳۹	۴۸۳۴۰۷	۴۸۳۴۱۴	۴۸۳۱۱۹	۴۸۳۱۹۸
SiO_2	۵۸/۰۲	۵۵/۴۸	۵۶/۷۵	۵۴/۸۶	۵۷/۰۳	۵۱/۶۵	۵۶/۳۶	۵۱/۶۱	۶۱/۱۳	۵۵/۲۴	۵۵/۰۶	۵۶/۳۱
Al_2O_3	۱۳/۶۳	۱۳/۱۷	۱۵/۳۳	۱۴/۶۰	۱۵/۸۱	۱۴/۵۰	۱۳/۸۳	۱۵/۵۲	۱۳/۶۳	۱۴/۹۰	۱۴/۸۵	۱۵/۱۶
CaO	۹/۳۳	۷/۵۹	۴/۸۹	۶/۰۶	۵/۲۵	۷/۸۳	۵/۲۰	۷/۲۳	۴/۶۹	۴/۸۹	۴/۱۵	۴/۰۰
Fe_2O_3	۸/۷۲	۱۱/۹۱	۱۰/۲۱	۱۱/۵۴	۸/۵۸	۱۳/۲۴	۱۱/۵۳	۱۱/۸۰	۹/۱۱	۱۱/۲۶	۱۰/۲۱	۱۰/۲۴
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۳۶	۰/۰۶	۱/۰۱	۰/۱۱	۰/۳۳	۰/۲۴
MgO	۲/۰۷	۳/۸۰	۲/۳۲	۳/۹۴	۲/۸۲	۳/۳۴	۰/۴۲	۴/۱۴	۲/۰۰	۳/۳۵	۳/۲۷	۳/۴۱
MnO	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۷
Na_2O	۴/۱۶	۴/۴۲	۶/۴۲	۴/۴۲	۶/۴۴	۳/۸۵	۵/۱۷	۵/۴۳	۴/۸۸	۵/۸۴	۵/۴۷	۶/۳۰
P_2O_5	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۷
TiO_2	۰/۶۱	۰/۷۸	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۷۵	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۸۷	۱/۰۰
(LOI) مواد فرار	۳/۱۲	۲/۶۰	۲/۶۹	۳/۳۳	۲/۹۹	۴/۲۵	۳/۰۲	۳/۰۶	۲/۴۲	۳/۲۰	۳/۴۴	۲/۸۸
مجموع	۹۹/۸۹	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۷	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۴	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۸	۹۹/۸۸

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

جدول ۲ نتایج تجزیه عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (برحسب ppm).

نمونه	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12
Ag	۱٫۱	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۷	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۱	۰٫۳	۰٫۳	۳٫۹
Al	۶۵۱۷۸	۶۹۵۱۱	۷۰۱۷۷	۷۰۱۰۳	۶۵۵۶۱	۶۹۳۰۶	۷۱۱۳۱	۷۳۲۸۹	۶۳۱۹۹	۷۱۰۳۲	۷۱۴۷۶	۷۴۹۶۶
As	۲۸٫۹	۱۴٫۵	۱۵٫۴	۱۸٫۲	۲۰٫۳	۱۴٫۵	۱۴٫۳	۱۲٫۶	۱۵٫۴	۱۲٫۱	۱۸	۲۰٫۴
Ba	۸۱	۳۶	۴۸	۵۶	۶۸	۴۵	۵۳	۳۷	۵۵	۴۴	۶۶	۱۰۳
Be	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۱۷
Bi	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Ca	۵۳۳۱۳	۴۸۷۵۹	۳۲۳۲۸	۳۸۴۶۴	۳۱۸۷۲	۴۶۳۱۰	۳۳۵۲۶	۴۳۱۹۷	۲۹۳۹۵	۳۲۰۹۴	۴۰۱۴۱	۲۶۷۲۳
Cd	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۳
Ce	۱۵	۱۷	۱۶	۱۲	۱۳	۱۴	۱۳	۱۶	۱۵	۱۲	۱۷	۱۳
Co	۱۹٫۳	۲۷٫۳	۱۴٫۹	۳۰٫۴	۳۱٫۲	۳۱٫۶	۲۶٫۲	۲۹٫۶	۱۲٫۶	۲۸٫۳	۲۶٫۵	۲۹٫۶
Cr	۵۵	۴۳	۴۰	۳۹	۳۷	۳۴	۳۴	۴۳	۳۷	۴۱	۳۸	۴۲
Cs	۰٫۴	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۴۹	۰٫۳۵	۰٫۸	۰٫۱	۱٫۳	۰٫۳۲	۰٫۸	۰٫۲۷
Cu	۱۰۲۱	۲۴۵	۲۰۶	۲۸۶	۳۶۲	۱۴۶	۱۹۲	۲۵۸	۷۱۹	۳۷۳	۳۶۰	۱۱۷۱
Dy	۳٫۴	۳٫۷	۴٫۶	۴	۳٫۳	۴٫۸	¾	۳٫۷	۴٫۴	۳٫۴	۳٫۸	۳٫۴
Er	۱٫۸	۲٫۱	۲٫۴	۲٫۱	۱٫۵	۲٫۶	۲٫۳	۲٫۳	۲٫۵	۲	۱٫۹	۲
Eu	۰٫۵۵	۰٫۷۶	۰٫۸۲	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۸۶	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۷۲	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۰٫۶۷
Fe	۵۳۲۱۰	۷۲۹۶۴	۶۳۰۹۵	۶۹۶۸۶	۵۱۳۴۵	۸۱۲۹۸	۷۰۷۱۵	۶۹۶۸۲	۵۵۶۷۶	۶۸۷۳۳	۶۲۰۳۷	۶۳۵۴۶
Gd	۲٫۷۹	۳٫۲۱	۳٫۵۸	۳٫۳۲	۲٫۸۸	۳٫۴۹	۳٫۴۴	۳٫۲۷	۳٫۱۸	۳٫۰۹	۳٫۱۹	۳٫۳۱
Hf	۲٫۳	۲٫۲	۲٫۹	۲٫۸	۲٫۴	۳	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۶	۲٫۵
In	۰٫۳	۰٫۴۵	۰٫۲۵	۰٫۴۸	۰٫۳۳	۰٫۱	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۲۶	۰٫۲
K	۴۹۴	۵۳۱	۱۷۶۸	۸۱۶	۸۹۲	۱۵۰۴	۳۲۵۵	۷۳۵	۸۱۳۰	۱۱۳۶	۲۷۹۹	۲۲۱۳
La	۷	۶	۷	۷	۶	۷	۷	۷	۷	۷	۷	۷
Li	۱۰	۷	۶	۱۸	۱۲	۹	۶	۸	۳	۱۲	۱۱	۱۰
Lu	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳
Mg	۱۱۰۴۷	۱۹۵۳۵	۱۲۰۹۷	۱۹۵۵۳	۱۴۴۴۰	۱۶۷۷۸	۱۷۵۶۵	۲۱۰۵۴	۱۰۶۴۷	۱۷۵۰۵	۱۶۸۸۴	۱۷۷۲۹
Mn	۶۲۷	۹۰۹	۸۵۲	۱۱۶۸	۹۱۲	۱۳۰۰	۱۰۶۰	۱۲۵۳	۵۲۴	۱۵۹۱	۱۲۶۳	۱۱۶۹
Mo	۲٫۴	۱٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۳۶	۰٫۴۸	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۶
Na	۲۹۴۰۲	۳۰۵۱۹	۴۲۰۹۶	۲۹۹۳۷	۴۱۷۶۶	۲۶۲۹۵	۳۴۷۹۹	۳۵۹۸۱	۳۳۲۵۳	۳۹۱۲۰	۳۷۰۵۹	۴۱۴۸۴
Nb	۰٫۸	۰٫۷۵	۱٫۵	۱٫۷	۰٫۵	۱٫۴	۰٫۶۷	۱٫۴	۰٫۹۸	۰٫۸۸	۱٫۲	۲
Nd	۴٫۵	۵٫۷	۷٫۵	۶٫۲	۴٫۳	۷٫۵	۶٫۸	۶٫۸	۷٫۵	۵٫۹	۵٫۲	۵٫۳
Ni	۱۵	۱۲	۶	۱۱	۱۰	۹	۸	۱۱	۷	۱۰	۱۰	۱۱
P	۳۹۹	۶۰۳	۷۸۲	۶۱۱	۴۷۲	۶۸۵	۶۳۰	۵۷۹	۷۸۲	۶۰۵	۵۸۳	۵۵۴
Pb	۳۴	۶	۱۹	۱۰	۱۱	۴	۵	۵	۹	۸	۹	۲۰
Pr	۱٫۳۴	۱٫۴۸	۱٫۶۱	۱٫۵۲	۱٫۲۵	۲٫۰۴	۱٫۳۳	۱٫۵۴	۱٫۵۹	۱٫۲۵	۱٫۳۳	۱٫۱۳
Rb	۱۳	۱۴	۱۶	۱۴	۱۴	۱۸	۲۰	۱۵	۳۲	۱۵	۱۷	۱۶
S	۶۰۰	۲۲۵	۲۰۷	۳۰۶	۳۳۸	۲۱۸	۱۶۴	۳۲۴	۲۱۷	۲۴۸	۱۲۹	۲۶۹
Sb	۰٫۸	۰٫۴۵	۰٫۳۲	۰٫۲۵	۰٫۹	۱	۰٫۱	۰٫۴۸	۰٫۱۲	۱	۰٫۲۲	۰٫۴۷
Sc	۳۰٫۳	۳۸	۱۴٫۵	۳۹	۳۳	۴۰٫۴	۴۰٫۴	۴۱٫۶	۳۶٫۴	۳۹٫۶	۳۹٫۶	۴۵٫۴
Se	۰٫۴۵	۰٫۲۲	۰٫۳۷	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۱۷
Sm	۱٫۷	½	۲٫۳	۲	۱٫۷	۲٫۵	۲	۱٫۹	۲٫۳	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۷
Sn	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۴	۱	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵
Sr	۱۰۸٫۸	۱۲۹٫۳	۱۸۰٫۵	۲۷۳٫۸	۲۰۵٫۶	۱۸۲٫۹	۱۸۹٫۹	۱۷۹٫۱	۱۹۱٫۵	۱۹۹٫۳	۲۶۱٫۳	۲۸۳٫۷
Ta	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۷۶	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۸
Tb	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳
Te	۰٫۴	۰٫۴۸	۰٫۴۱	۰٫۲۲	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۳	۰٫۴۹	۰٫۲۶	۰٫۴	۰٫۳۵
Th	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳
Ti	۳۴۳۳	۴۳۱۴	۵۲۸۲	۵۰۰۸	۴۱۳۵	۴۷۹۷	۴۷۴۲	۴۵۷۲	۴۴۵۱	۴۷۹۷	۴۸۲۴	۵۶۴۵
Tl	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Tm	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳
U	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۸
V	۲۹۸	۳۴۴	۴۰۳	۳۷۱	۳۱۳	۳۹۰	۳۶۸	۳۴۸	۳۵۸	۳۴۰	۳۷۴	۴۰۷
W	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۹۵	۰٫۷۶	۰٫۴۵	۰٫۶	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۵
Y	۱۳٫۹	۱۷٫۸	۱۹٫۳	۱۶٫۳	۱۴٫۱	۲۰٫۸	۱۸٫۶	۱۸٫۲	۱۹٫۲	۱۶٫۹	۱۷٫۱	۱۵٫۶
Yb	۲٫۱۸	۲٫۷۲	۲٫۷۷	۲٫۵۴	۲٫۱۶	۳٫۲۴	۲٫۷۸	۲٫۷۵	۲٫۷۱	۲٫۵۸	۲٫۵۷	۲٫۴۹
Zn	۱۰۰	۸۵	۱۰۱	۹۳	۹۲	۱۰۱	۸۴	۹۲	۷۹	۹۵	۸۷	۱۲۶
Zr	۳۱	۳۹	۴۷	۴۴	۳۶	۴۷	۴۶	۴۰	۴۳	۴۱	۴۳	۴۲

رخنمون واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی از قدیم به جدید شامل تناوبی از گدازه‌های بازالتی و آندزیتی، آهک‌های االیتی ریزاسپاریتی و آهک‌های ماسه‌ای است (شکل ۱ ب) که از نظر ساختاری شیب لایه‌ها به سمت شمال غرب بوده و روند غالب گسل‌ها به سمت شمال غرب- جنوب شرق و شمالی-جنوبی است. سنگ‌شناسی منطقه به طور کلی از نظر سن به دو دسته مزوزوئیک و سنوزوئیک تقسیم می‌شود. بخش عمده سنگ-شناسی مزوزوئیک منطقه را سنگ‌های در ارتباط با توالی‌های افیولیتی شامل می‌شوند. بخش‌های افیولیتی در این منطقه به علت فعالیت زمین ساختی و گسل‌خوردگی دچار جابه‌جایی شده‌اند و به طور واضح مشخص نیستند. واحد آمیزه رنگین با سن مزوزوئیک پسین بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی، آهک-های گودابه ای و چرت‌های رادیولاریت‌دار همراه با بخش‌هایی از واحدهای رسوبی به سن ائوسن است. از بخش‌های افیولیتی در این منطقه می‌توان به سنگ‌های بازتبلور یافته کربناتی، آهک‌های سفید و گودابه ای، آهک‌های اولیت‌دار، سنگ‌های

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

فرامافیک و سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت اشاره کرد [۱].

نتایج و بحث

بررسی‌های صحرایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی

در این پژوهش سنگ‌های آتشفشانی منطقه باغ چنار در شرق شهرستان حاجی آباد (استان هرمزگان) بررسی شده‌اند. با توجه به بازدیدهای صحرایی رنگ سطح تازه این سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری روشن اما رنگ سنگ‌های هوازده از قهوه‌ای روشن تا تیره متغیر بوده که این رنگ قهوه‌ای مربوط به آزاد شدن Fe^{+2} از شبکه کانی‌های فرومنیزین و تبدیل آن به آهن سه ظرفیتی (لیمونیت) و رسوب آن در سطح این سنگ‌هاست. عبور محلول‌های گرمابی در بین درزه ها و حفره‌های سنگ‌های منطقه سبب تشکیل رگه‌های غنی از کوارتز، کلسیت، اپیدوت و کلریت شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی در بازدیدهای صحرایی و نمونه دستی بافت شیشه‌ای پورفیری و جریانی دارند و درشت‌ترین بلورهای آن‌ها در نمونه‌های دستی و صحرایی پلاژیوکلاز و آثاری از پیروکسن است. افزون بر این، گدازه‌های بالشی در منطقه با رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره و شکستگی و خردشدگی زیاد رخنمون دارند. (شکل ۲ الف). تقریباً همه آندزیت بازالت‌ها دارای بافت پورفیری هستند. بافت تراکیتی با ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز اغلب در خمیر زیاد دیده می‌شود. در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های آندزیت بازالتی وآندزیتی به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای رخنمون دارند (شکل ۲ ب). این گدازه‌ها پراکندگی تقریباً یکنواختی دارند و در سطح نمونه‌ی دستی، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آثاری از پیروکسن و جهت‌یافتگی پلاژیوکلازها با چشم قابل تشخیص‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها درشت هستند ولی بیشتر دچار دگرسانی شده‌اند و به ندرت سالم دیده می‌شوند. با توجه به شواهد میدانی و همچنین بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، کانی‌سازی مس در این سنگ‌ها محدود به سیلیکات‌های مس بوده که از نظر اقتصادی چندان مهم نیست و آثار کانی‌سازی مس دربردارنده اکسید و کربنات مس شامل مالاکیت، آزوریت و سولفیدهای مس در نمونه‌های دستی و بررسی‌های سنگ‌نگاری دیده نشد.

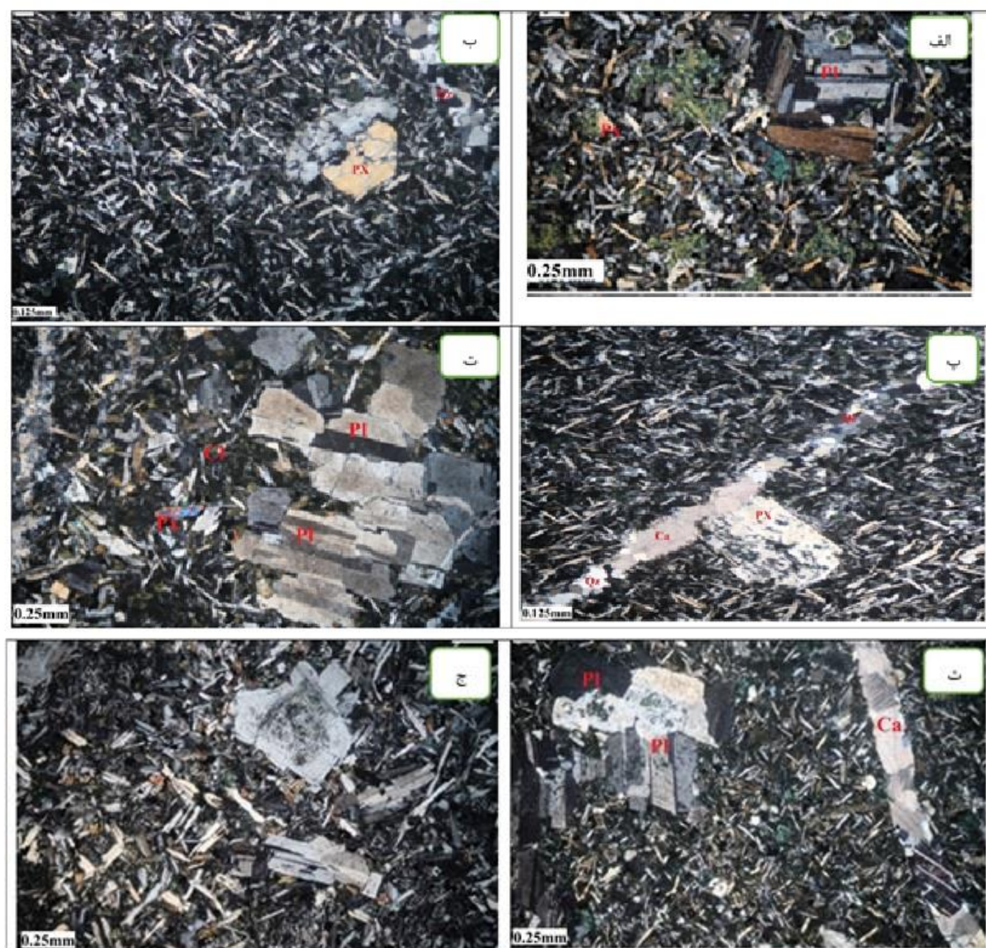


شکل ۲ الف) بازالت‌ها با ساختار بالشی در منطقه مورد بررسی. ب) سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بیشتر آندزیت بازالت.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه مورد بررسی

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های فرعی نیز کلریت و کانی‌های کدر هستند و زمینه بسیار ریزدانه از کانی‌های نام برده و شیشه آتشفشانی است. گاهی شدت ایدنگزیتی شدن به دلیل تبلور الیوین در دماهای بالا و قرارگرفتن در شرایط جوی و فشار کم، به حدی است که فقط قالب این کانی باقی می‌ماند و هیچ آثاری از کانی اولیه دیده نمی‌شود [۴]. ایدنگزیت (مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی) فراورده متداول و فراگیر دگرسانی ماگمای دمای بالا و نخستین فاز دگرسان‌شده در دگرسانی بازالت‌های روی زمین و کف اقیانوس است [۵]. این یک شبه‌کانی قرمز رنگ و دارای اکسید آهن سه ظرفیتی است که در اثر اکسایش در دمای بالا روی بعضی از نمونه‌های بازالتی منطقه چون پیروکسن و الیوین اثر گذاشته است [۶]. با توجه به فراوانی کانی‌های آهن‌دار، بازالت‌ها به راحتی در سطح زمین دگرسان می‌شوند. در شرایط فشار اکسیژن بالا، این دگرسانی با تبدیل Fe^{2+} به Fe^{3+} همراه است. از بین کانی‌های مافیک، پیروکسن‌ها اغلب دگرسان شده و به ایدنگزیت یا بولانژیت تبدیل می‌شوند. سنگ‌های منطقه دارای بافت‌های متنوع پورفیری، شیشه‌ای تراکیتی، شیشه‌ای تراکیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، تراکیتی و گلومروپورفیری هستند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از الف) بافت تراکیتی و شیشه‌ای پورفیری در بازالت‌های منطقه مورد بررسی. تیغه‌های سفید درشت‌بلور با ماکل چندریختی پلاژیوکلاز و تیغه‌های زرد رنگ پیروکسن‌ها هستند. کانی‌های سبزرنگ به احتمال بسیار کریزوکولا یا سیلیکات مس هستند، ب) درشت‌بلور پیروکسن نیمه شکل‌دار در بازالت‌ها با بافت شیشه‌ای تراکیتی پورفیری در زمینه شیشه‌ای با پلاژیوکلازهای تیغه‌ای فراوان، پ) درشت-بلور پیروکسن نیمه شکل‌دار در بازالت‌های منطقه با بافت شیشه‌ای تراکیتی پورفیری همراه با رگه‌ای از کانی‌های ثانویه (سیلیس و کلسیت)، ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در آندزیت بازالت به همراه آثار پیروکسن و زمینه ریزبلور و شیشه‌ای کلریتی شده، ث) درشت‌بلور پلاژیوکلاز در یک زمینه با بافت تراکیتی همراه با رگه‌هایی از کلسیت و آثار تجزیه کانی‌های فرومنیزین به کلریت در یک زمینه شیشه‌ای و ج) بافت پورفیری و تراکیتی در آندزیت بازالت.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

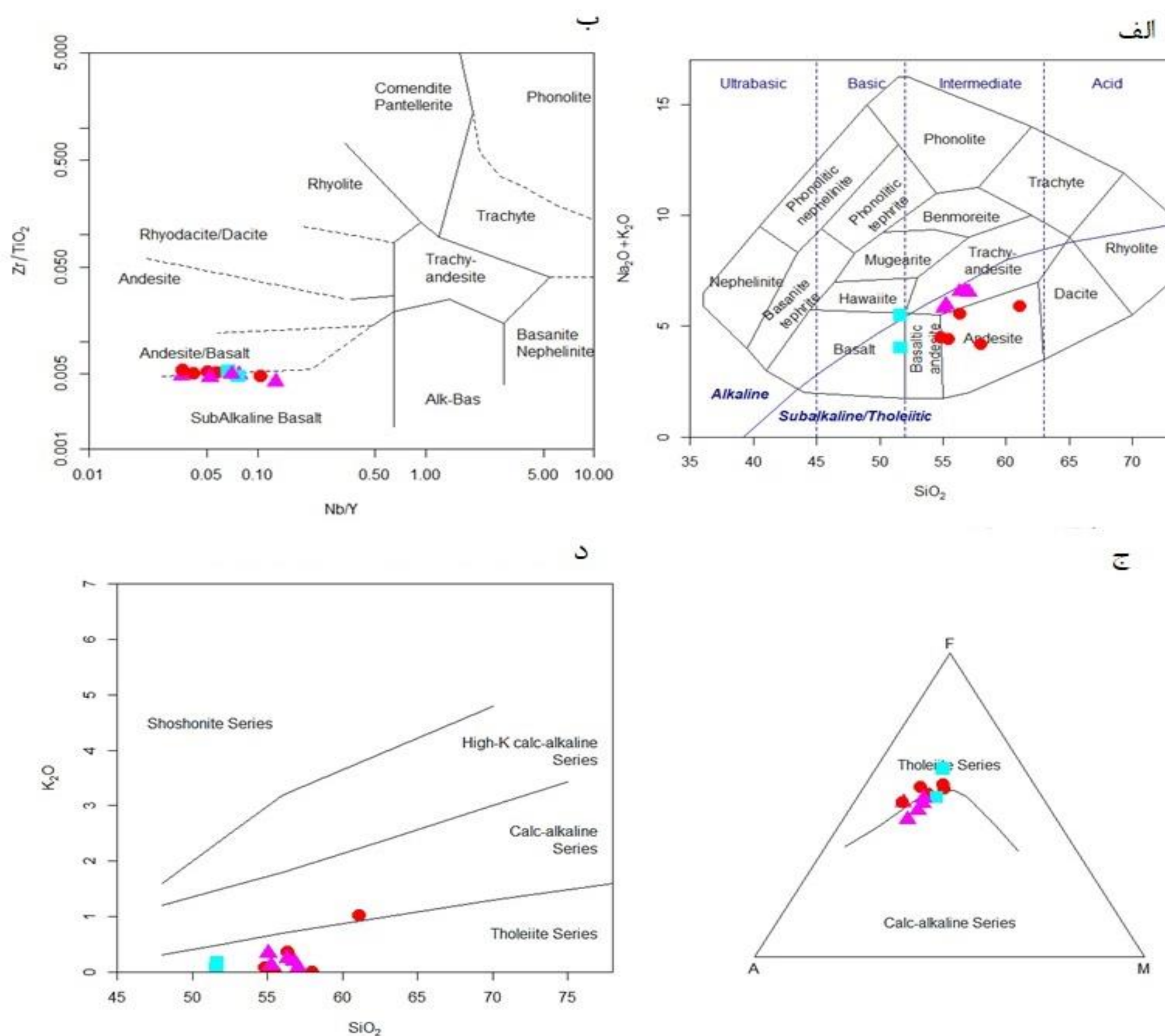
در کانی‌های اصلی سنگ‌های بازی منطقه مورد بررسی، بافت‌های غیرتعادلی چون منطقه‌بندی، لبه‌های خلیجی، انحلالی و کدر شده رایج هستند. این بافت‌ها بر اثر تغییر فشار، دما، گریزندگی اکسیژن، آمیختگی ماگمایی و غیره تشکیل می‌شوند (شکل ۳ الف). بررسی بافت پورفیری و شیشه‌ای پورفیری در سنگ‌های بازیک منطقه می‌تواند نشانگر سه مرحله سرد شدن ماگما باشد: ۱) تبلور درشت‌بلورها که در فشار بالاتر و سردشدن آرام‌تر ماگما در اتاق ماگمایی‌صورت گرفته و در این مرحله میزان هسته‌زایی کم و نرخ رشد بلور زیاد بوده است؛ ۲) صعود و خروج گدازه‌ها که در فشار کم با تبلور ریزسنگ‌ها همراه بوده و بافت گلومروپورفیری نیز ناشی از انباشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن است [۷]؛ ۳) شکل‌گیری خمیره ریزبلور و شیشه‌ای در سطح که با سردشدن سریع همراه است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که بیشتر به صورت ریزسنگی و کمی درشت بلور در نمونه‌ها حضور دارد و به طور متوسط ۴۰-۵۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود (شکل ۳ ب). اندازه‌ی این کانی‌ها از ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است، دگرسانی به ویژه در مرکز پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی دیده شده است. تیغه‌های ماکل چندریختی نشانگر گستره ترکیبی لابرادوریت است. آثار دگرسانی در مرز ریزسنگ‌ها و زمینه دیده می‌شود. انبوهه‌های ریزسنگ پلاژیوکلاز پیرامون درشت بلورهای پیروکسن بافت بین دانه‌ای را پدید آورده‌اند. پلاژیوکلاز فاز ثانویه تبلور را طی کرده است و از این رو کمتر به صورت درشت بلوردیده می‌شود. دگرسانی شدید در پلاژیوکلاز ها رخ داده است که گاهی بصورت بی‌شکل نیز دیده می‌شود. گاهی شدت دگرسانی به حدی زیاد است که ماکل در پلاژیورکلاز ها قابل دیده نیست. مجموعه دگرسانی‌ها در پلاژیوکلاز شامل رسی‌شدن، کلریتی شدن، سرسیتی شدن و اپیدوتی شدن است. رگه‌های اکسید آهن نیز در سطح پلاژیوکلاز دیده می‌شود که به احتمال بسیار در اثر فرآیند دگرسانی تشکیل شده‌اند. وجود شکل‌های دم پرستویی در این بلورها سرد شدن سریع ماگما را نشان می‌دهد. پیروکسن‌ها از لبه به مرکز در گدازه‌های بازالتی به صورت بلورهای بی‌شکل و گاهی نیمه شکل‌دار و دگرسان شده دیده شده‌اند (شکل ۳ ب).

آنها همچنین به دو صورت درشت‌بلور که در مراحل اولیه تبلور به وجود آمده‌اند و نیز به صورت ریزبلور در زمینه سنگ پراکنده‌اند که در مراحل پایانی تبلور سنگ به وجود آمده‌اند؛ این نوع پیروکسن‌ها به سختی قابل تشخیص هستند و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۱/۵ میلیمتر نیز تغییر می‌کند. این کانی می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در شبکه خود جای دهد. از این رو، ترکیب شیمیایی آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن متبلور شده است. در برخی مقاطع، لبه پیروکسن‌های درشت بلور دچار تغییراتی شده که بیانگر شرایط ناپایدار تبلور و پس از آن است (شکل ۳ پ) [۵]. اغلب محلول‌های گرمابی غنی از Al، Fe و Mg و سیال‌های ماگمایی در سنگ‌های آذرین سبب تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت می‌شوند. از این رو، کلریتی شدن به نوعی نمایانگر حضور سیال های آبدار، خروج Na و Ca از اوژیت در دماهای متوسط تا پایین طی دگرسانی سنگ است. کانی‌های کدر به صورت بلورهای شکل-دار و نیمه شکل‌دار در زمینه سنگ پراکنده‌اند (شکل ۳)، آنها همچنین به صورت میانبار درون سایر کانی‌ها حضور دارند، که می‌تواند نشان‌دهنده تبلور همزمان کانی‌های روشن و کدر باشد [۸]. از نظر دگرسانی، مجموعه باغ چنار ترکیب تقریباً یکنواخت بازالتی دارد و اگر چه دچار درجه‌های متوسط تا شدید دگرسانی شده است، رخنمون‌های به نسبت سالمی از آن‌ها نیز دیده می‌شود. پیروکسن‌های دگرسان شده نیز بیشتر با کلریت جایگزین شده‌اند [۹-۱۲]. از دگرسانی کانی‌های اصلی کانی‌های ثانویه شامل کلسیت، کلریت و سیلیس تشکیل شده که به صورت رگه‌های کلسیتی و سیلیسی ناشی از فعالیت آب-های گرمابی و همچنین تشکیل سیلیکات مس در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). در آندزیت بازالت‌ها نیز کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر و ترکیبات مس‌دار و کانی‌های ثانویه (سیلیس و کلسیت) هستند (شکل ۳ ث). کانی‌های ثانویه شامل کلریت، کلسیت و سیلیس هستند که به‌صورت بی‌شکل در زمینه سنگ و یا رگه‌های ناشی از فعالیت-های آب‌های گرم حضور دارند. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری و گلومروپورفیری است (شکل ۳ ج).

زمین‌شیمی

رده‌بندی سنگ‌ها بر پایه‌ی ترکیب شیمیایی: به منظور نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلفی استفاده شد. بر اساس نمودار TAS که برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی معمول است [۱۳] ، نمونه‌ها در گستره بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت قرار دارند (شکل ۴ الف). البته گفتنی است که انحراف نمونه‌ها به گستره تراکی آندزیت به دلیل میزان بالای دگرسانی

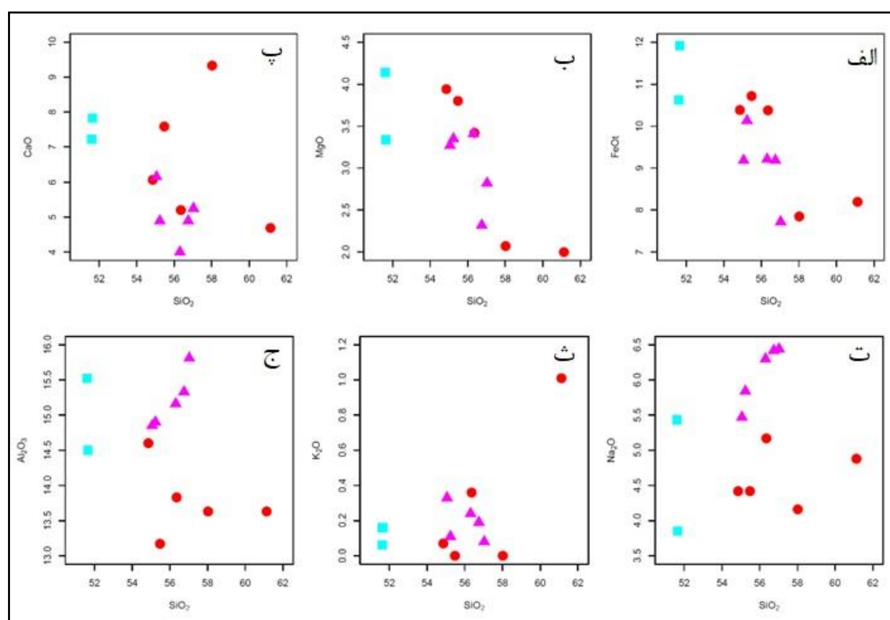
این نمونه‌هاست که می‌تواند ناشی از فرایندهای دگرگونی کف دریا که موجب افزایش مقدار قلیایی‌ها در این سنگ‌ها می‌شود و نیز افزایش سدیم در اثر دگرسانی و اسپیلیتی شدن باشد. موقعیت اصلی نمونه‌ها به سمت بالاتر جا به جا شده است و تا حدی گستره تراکی آندزیت را نیز نشان می دهند. از آنجا که عناصری چون Ti و Zr تحرک کمتری نسبت به عناصر قلیایی دارند، از نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۱۴] استفاده شد که براساس آن نمونه‌ها در گستره بازالت و آندزیت قرار دارند (شکل ۴ ب). سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نظر سری ماگمایی در نمودار AFM [۱۵، ۱۶] گستره سری تولئیتی و مرز آهکی قلیایی قرار می‌گیرند که نزدیک شدن به این مرز می‌تواند به دلیل دگرسانی گدازه توسط آب دریا باشد (شکل ۴ پ). براساس نمودارهای SiO_2-FeOt/MgO [۱۷] و SiO_2-K_2O [۱۸] برای تفکیک سری‌های تولئیتی از آهکی قلیایی، آهکی قلیایی غنی از پتاسیم و سری شوشونیتی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره سری‌های تولئیتی قرار دارند (شکل ۴ ت).



شکل ۴ موقعیت نمونه‌ها در الف) نمودار TAS، ب) نمودار $Nb/Y-Zr/TiO_2$، پ) نمودار AFM و ت) نمودار سری ماگمایی.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

بررسی تغییر و دگرگونی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌ها بر پایه نمودارها: با استفاده از نمودار تغییرات می‌توان اثر فرآیندهای سنگ‌شناسی چون تبلور جدایشی، ذوب بخشی، آمیختگی ماگمایی یا آلایش پوسته‌ای را بررسی کرد. [۱۹] مقدار اکسید آهن در نمونه‌های منطقه مورد بررسی بین ۸٫۵۸ تا ۱۳٫۲۴ درصد و اکسید منیزیم نیز بین ۴٫۱۴ تا ۲ درصد متغیر است و با افزایش مقدار SiO_2 کاهش می‌یابند، زیرا Fe و Mg از عناصر سازگار هستند که در مراحل ابتدایی جدایش در ساختار کانی‌های فرومنیزین چون الیوین پیروکسن وارد می‌شوند. همچنین مقدار FeOدر سنگ‌های بازالتی بیشینه اما در نمونه های آندزیتی کمینه است که این روند با تبلور و جدایش کانی‌های مافیک آهن‌دار چون اوژیت و اولیوین در بازالت‌ها که منجر به کاهش مقدار آهن در مایع باقیمانده می‌شود همخوانی دارد [۱۹، ۲۰]. (شکل‌های ۵ الف و ب). گستره تغییرات CaO در نمونه‌های منطقه مورد بررسی از ۴ تا ۹٫۳۳ درصد بوده و تغییرات این اکسید نیز نسبت به SiO_2 به صورت کاهشی است. این امر می‌تواند در ارتباط با تشکیل پلاژیوکلاز و یا جدایش بلوری در سامانه ماگمایی باشد، زیرا Ca یک عنصر سازگار بوده و مقدار آن در آغاز مراحل جدایش بیشتر است، پس تمایل به تمرکز در ساختار کانی‌هایی چون پیروکسن‌ها (به ویژه کلینوپیروکسن‌ها) و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار دارد و به این ترتیب مقدار آن در پایان جدایش کاهش می‌یابد (شکل ۵ پ). مقدار Na_2O در سنگ‌های منطقه از ۶٫۴۴ تا ۴٫۱۶ درصد تغییر می‌کند. روند افزایشی در آغاز مربوط به وارد نشدن اکسید سدیم در پلاژیوکلازهای کلسیمی است (شکل ۵ ت). کاهش مقدار Na_2O نیز به دلیل افزایش جانشینی Na به جای Ca درترکیب پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌هاست (سری باوون)؛ همچنین بالا بودن مقدار Na_2O در این سنگ‌ها مربوط به پدیده دگرگونی کف اقیانوس‌ها یا پدیده اسپیلیتی شدن است. بیشترین مقدار K_2O در سنگ‌های منطقه ۱ درصد است (شکل ۵ ث). پتاسیم به دلیل شعاع یونی زیاد قادر به شرکت در ساختار کانی‌های تشکیل دهنده در مراحل اولیه جدایش نیست و در مراحل پایانی در ساختار فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلازهای اسیدی و بیوتیت شرکت کرده و این موجب افزایش آن در مراحل پایانی جدایش می‌شود. بیشترین مقدار Al_2O_3 در سنگ‌های منطقه ۱۵٫۸۱ تا ۱۳٫۱۷ درصد است. مقدار این اکسید با افزایش درجه ذوب بخشی در ماگما کاهش می‌یابد و در درجه ذوب بخشی یکسان در فشارهای کم در مقایسه با فشارهای بالا افزایش نشان می‌دهد [۲۱]. سیر نزولی این اکسید ناشی از مصرف آن در پلاژیوکلازهای کلسیمی در مراحل اولیه جدایش است و با جدا شدن پلاژیوکلازهای کلسیمی (بیتونیت و لابرادوریت) در مراحل اولیه جدایش، مقدار این اکسید در ماگمای جدایش یافته کاهش می‌یابد (شکل ۵ ج).



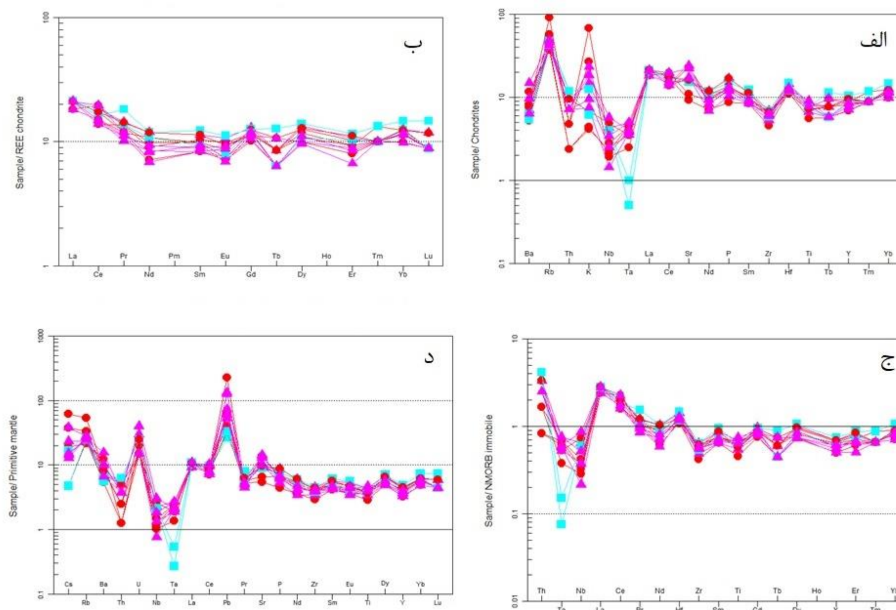
شکل ۵ تغییرات الف) Fe_2O_3. ب) MgO. پ) CaO. ت)Na_2O. ث) Al_2O_3 و ج) K_2O.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

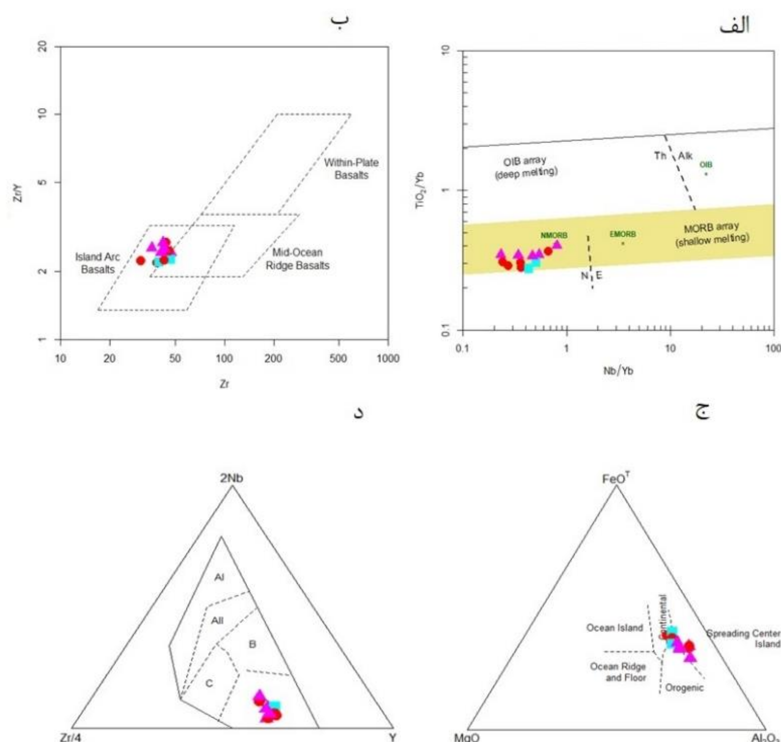
تغییرات عناصر خاکی نادر و ناسازگار: به منظور بررسی تغییرهای ایجاد شده نسبت به ماگماهای اولیه و هم چنین تعیین خاستگاه و ارتباط زایشی آنها از نمودارهای عنکبوتی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته اولیه و پشته میان اقیانوسی (MORB) مورب استفاده می‌شود. در نمودار بهنجار شده نمونه‌های مورد بررسی نسبت به مقادیر کندریتی [۲۳،۲۲]، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی-شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ الف و ب). غنی‌شدگی LREEها می‌تواند نشانگر حضور گارنت در خاستگاه باشد که با حفظ HREEها در ساختار خود موجب تهی‌شدگی این عناصر در ماگما شده است [۲۴]. از سوی دیگر، جدایش LREEها نسبت به HREEها ممکن است به علت مشارکت الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در فرآیند جدایش نیز باشد، زیرا LREEها نسبت به فازهای بلوری اولیه چون اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه طی جدایش، به طور فزاینده‌ای در مایع‌های دگرگونه‌تر متمرکز می‌شوند [۲۵]. به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می‌توان به دو عامل درجه ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی‌شده [۲۶] و آلایش ماگمایی با مواد پوسته‌ای نسبت داد [۲۷-۲۹]. در نمودارهای مربوط به سنگ‌های منطقه، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین بیشتر بوده که نشان‌دهنده‌ی اثر به نسبت کم آلایش ماگمایی بر سنگ‌های منطقه است [۳۰] و می‌توان غنی‌شدگی بیشتر عناصر خاکی نادر سبک را در اصل به درجه به نسبت پایین ذوب بخشی (کمتر از ۲۰ درصد) نسبت داد (شکل ۶ ب). همچنین الگوی مسطح فراوانی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های مورد بررسی نشان‌دهنده تشکیل آنها در یک محیط پشته میان اقیانوسی (MORB) است و غنی-شدگی عناصر خاکی نادر سبک می‌تواند نشانگر جدایش و یا ذوب در فشار کم باشد [۳۱]. در شکل ۶ پ [۲۲]، مقادیر عناصر Ba، K وRb غنی‌شدگی نشان می‌دهند که تغییر در مقادیر این عناصر بیشتر در ارتباط با دگرسانی رخ داده در سنگ‌های منطقه و تحرک بالای این عناصر بوده [۳۲] و نشانگر شسته شدن آن‌ها از برخی از نمونه‌ها و یا اضافه شدن به برخی دیگر، طی فرآیند دگرسانی است [۳۳]. همچنین فراوانی Ba مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز و واکنش گدازه با آب دریاست [۳۳، ۳۴]. تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)چون Y و Yb مشخصه بارز سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی و نشانگر ارتباط فعالیت آتشفشانی منطقه با فرورانش است [۳۶،۳۵] و همچنین نشان می‌دهد که ذوب بخشی در اثر جدایش بلوری و آلایش پوسته‌ای باعث تشکیل ماگمای اولیه شده است [۳۷]. در نمودار، Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهد فقیر شدگی Ti به احتمال بسیار در اثر وارد شدن Ti به ساختار کانی‌هایی چون تیتانومگنتیت در مراحل اولیه جدایش است. غنی شدگی از عناصر U و Th در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۸] (شکل ۶ ت) نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است [۳۹] که می‌تواند به ترتیب نشان-دهنده‌ی اضافه شدن مذاب برآمده از رسوب های گودابه‌ای و یا شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب-شدگی گوه گوشته‌ای [۳۹] و همچنین از سیال‌های پوسته اقیانوسی فرورونده باشند. ناهنجاری منفی P بیانگر آهنگ ذوب پایین است [۴۰]. ناهنجاری منفی Ti نیز شاخص پوسته قاره-ای بوده و ممکن است نشان‌دهنده درگیری پوسته در فرایندهای ماگمایی و یا به علت تبلور کانی‌های تیتانیم‌دار باشد [۴۱]. ناهنجاری مثبت سرب در این نمودار نشان‌دهنده مشارکت ترکیب‌های پوسته‌ای در خاستگاه سنگ‌های منطقه مورد بررسی است [۴۳،۴۲].

تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های منطقه: یکی از مناسب-ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی و نمودارهای تفکیک زمین ساخت ماگمایی است [۴۵،۴۴] که می‌توان با آنها محیط تشکیل بازالت‌ها در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی را مشخص کرد. نمونه های منطقه باغ چنار در نمودار TiO_2/Yb نسبت به Nb/Yb [۴۶] در گستره‌ی بازالت‌های MORB تهی‌شده از عناصر ناسازگار (NMORB) قرار دارند (شکل ۷ الف).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]



شکل ۶ الف) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت؛ ب) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های منطقه [۲۳]؛ پ) نمودار عنکبوتی عناصر بی تحرکNMORB [۳۸]؛ ت) نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه که نسبت به مقادیر گوشته اولیه بهنجار شده‌اند.



شکل ۷ تعیین محیط زمین‌ساختی با الف) نمودار TiO2/Yb نسبت به Nb/Yb [۴۶]، ب) نمودار مسجد [۴۹] با گستره‌هایAI:بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای، AII: تولئیت‌ها و بازالت‌های درون صفحه‌ای، B: E-MORB، C: تولئیت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های کمان آتشفشانی، D: N-MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی، پ) نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی $FeOt-MgO-Al_2O_3$ [۴۸] و ت) نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۴۷].(▪بازالت، ▲: آندزیت بازالت و ●: آندزیت).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

نمودار مرجع [۴۷] بازالت‌های جزایر قوسی را بر پایه‌ی نسبت Zr/Y به دو گروه تقسیم می‌نماید: بازالت‌های قوس‌های اقیانوسی با Zr/Y>3 که در تشکیل قوس فقط پوسته اقیانوسی مشارکت دارد و بازالت‌های قوس‌های قاره‌ای با Zr/Y<3 که در کرانه‌های فعال قاره‌ای گسترش یافته‌اند. نمونه‌های منطقه مورد بررسی در گستره مرزی بازالت های پشته میان اقیانوسی و متمایل به سمت بازالت های قوس جزیره ای هستند (شکل ۷ ب). بر اساس نمودار مرجع [۴۸] که برای تفکیک ۵ محیط زمین ساختی شامل بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و بستر اقیانوس، بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های قاره‌ای، بازالت-های قوس آتشفشانی و کرانه‌های قاره‌ای (بازالت‌های کوهزایی) و بازالت‌های مراکز طراحی شده است، تقریباً همه نمونه‌های مورد بررسی در محیط دور شونده و یا پشته میان اقیانوسی قرار دارند (شکل ۷ پ). همچنین این نمونه‌ها در نمودار مرجع [۴۹] در گستره N-MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند که در واقع همان بازالت‌های تشکیل شده در تنوره های گوشته‌ای هستند (شکل ۷ ت). از این رو، با توجه به همه نتایج بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، می‌توان بازالت‌های منطقه باغ چنار را بخشی از محیط زمین‌ساختی پشته میان اقیانوسی دانست.

برداشت

- با توجه به بررسی های صحرایی انجام شده بر واحدهای سنگی منطقه باغ چنار، تحلیل داده‌های شیمیایی و همچنین نتایج سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل بازالت و آندزیت بازالت است.
- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بیشتر پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، کلسیت، کلریت و کوارتز هستند. سیلیکات مس کانی ثانویه این سنگ-هاست که دگرسانی و کانه‌زایی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه رخ داده است. بافت‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بافت پورفیری با زمینه دانه ریز تا شیشه‌ای هستند.
- وجود خوردگی لبه پلاژیوکلازها و پیروکسن نشان‌دهنده شرایط نبود تعادل فیزیکی (فشار و دما) و حتی شیمیایی برای ماگما و به احتمال بسیار آلودگی ماگماست.
- سنگ‌های ماگمایی منطقه مورد بررسی با توجه به نمودارهای تعیین سری ماگمایی در گستره سری ماگمایی تولئیتی با خاستگاه پشته میان اقیانوسی قرار دارند.
- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به اکسید سیلیسیوم نشانگر خویشاوندی و خاستگاه یکسان سنگ‌ها و جدایش آن‌ها از بازالت تا آندزیت است.
- الگوی به نسبت مسطح عناصر در نمودار عنکبوتی رسم شده نشانگر یک محیط پشته میان اقیانوسی(MORB) بوده و فراوانی Ba مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز و واکنش گدازه با آب دریاست.
- غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک در سنگ‌های مورد بررسی نشان‌دهنده جدایش و یا ذوب در فشار کم است.
- براساس نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی، نمونه‌های مورد بررسی در محیط دور شونده و یا پشته میان اقیانوسی قرار دارند.

قدردانی

از معاونت، مدیر کل پژوهش و فناوری و ریاست دانشکده علوم دانشگاه هرمزگان تشکر و قدردانی می‌نمایم. همچنین سپاس فراوان از آقایان دکتر محمد فداییان استادیار دانشگاه پیام نور واحد اردبیل و شازدی صفری کارشناس آزمایشگاه گروه زمین شناسی دانشگاه هرمزگان دارم.

مراجع

[1] Sabzehei M., Navazi M. Azizan H., Roshan Ravan J., Nazemzadeh M., "*Geological Map of Hajiabad. 1: 250,000 (in Persian)*", Geological Survey of Iran, Teheran, Iran (1994).

[2] Moinvaziri H., Ahmadi A., "*Petrography and Petrology of Igneous Rocks (in Persian)*", Teacher Training University Press, Tehran, Iran (1996).

[3] Hall L.S., John M.S., "*Geochemical diversity of the large lava field on the flank of the East Pacific Rise at 8 17′ S*", Earth and Planetary Science Letters 142 no. 1-2 (1996) 241-251.

[4] Fatehi H., Rahmanian Z., Moradian A., Ahmadipour H., "*The mechanism of olivine idenzitization process in andesite-basaltic lavas of South Berdesir (Kerman province) (in Persian)*", Petrology conferences Khorasgan University Iran (2010).

[5] Shelly D., "*Igneous and metamorphic rock under the microscope: Classification texture, microstructured and mineral preferred-orientation*", Chapman and Hall publisher, London (1993) 445.

[6] Chesworth W., Jean D., Pierre L., Eduardo G.R., "*Alteration of olivine in a basalt from central France*" Catena 56 no. 1-3 (2004) 21-30.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.551]

[19] Frost B.R., "*Principles of Geochemistry*", (1983) 476-476.
[20] Jung I.H., Sergei A.D., Arthur D.P., "*Critical thermodynamic evaluation and optimization of the CaO–MgO–SiO2 system*", Journal of the European Ceramic Society 25 no. 4 (2005) 313-333.
[21] OlaOlorun O.A., Akinola O.O., Oyinloye A.O., "*Petrology and geochemical features of crystalline rocks in Ora-Ekiti, Southwestern Nigeria*", Advances in Geological and Geotechnical Engineering Research 5 no. 2 (2023) 24-37.
[22] Thompson R.N., "*Dispatches from the basalt front. I. Experiments*", Proceedings of the Geologists' Association 95 - 3 (1984) 249-262.
[23] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 - 5 (1974) 757-775.
[24] Taheri M., Ashja Ardalan A., Emami M.H., Sheikh Zikriai S.J., "*Petrology and geochemistry of intrusive rocks in the west and southwest of Salafchagan*", Scientific Quarterly of Earth Sciences 28-(2018) 185-194.
[25] Rollinson H., "*Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leone",* Contributions to Mineralogy and Petrology 134-1 (1999) 86-101.
[26] Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., "*Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Review of methods and c?omparison with experiments*", Journal of Petrology *39*(6) (1998)1091-1115.
[27] Srivastava R.K., Singh R.K., "*Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism*", Journal of Asian Earth Sciences 23-1 (2004) 373-389.
[28] Winter J.D., *"An introduction to igneous and metamorphic petrology"*, Prentice Hall publication New Jersy (2001) 699 p.
[29] Peccerillo A., Dallai L., Frezzotti M.L., Kempton P.D., *"Sr–Nd–Pb–O isotopic evidence for decreasing crustal contamination with ongoing magma evolution at Alicudi volcano (Aeolian arc, Italy): implications for style of magma-crust interaction and mantle source compositions"*, Lithos (2004) 217–233.
[30] Adeel M., Lee J.Y., Zain M., Rizwan M., Nawab A., Ahmad M.A., Shafiq M., Yi H., Jilani G., Javed R., Horton R., "*Cryptic footprints of rare*
[7] Ghadirpour M., Torabi G., Ghaderi M., Bayat F., Shirdashtzadeh N., "*Magmatic evolution of the andesitic Eocene volcanic rocks in the Kuh-e-Kalut-e-Ghandehari (NW of Anarak, Isfahan Province) (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31-3 (2023) 497-508.
[8] Asiabanha A., *"Igneous and Metamorphic rocks under the microscope (in Persian)"*, Publication University of Imam Khomeini (1993) 259 p.
[9] Karim K.H., "*Geology of Zagros metamorphosed volcaniclastic sandstones: a key for changing the Mawat Ophiolite Complex to a metamorphic core complex, Kurdistan Region, NE-Iraq*." In *IOP* Conference Series: Earth and Environmental Science 906 -1 (2021) .
[10] Righter K., Jose R.E., "*Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican Volcanic Belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields*", Journal of Petrology 42 no. 12 (2001) 2333-2361.
[11] Anderson J.L., Smith D.R., *DThe effects of temperature and ƒO2 on the Al-in-hornblende barometerD,* American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
[12] Nazari T., Tahmasbi Z., Ahmadi Khalaji A., "*Petrology, geochemistry and mineral chemistry of volcanic rocks in the north of Kaboudarahang (Hamedan)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 28-4 (2020) 993-1008.
[13] Rollinson H. R., *"Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation",* Longman Scientific & Technics the University of Michigan (1993) 352 P.
[14] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements* ", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
[15] Kuno H., "*Origin of andesite and its bearing on the island arc structure*", Bulletin Volcanologique 32 (1968) 141-176.
[16] Irvine T. N., Barager W. R. A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523.
[17] Miyashiro A., "*Nature of alkalic volcanic rock series*", Contributions to mineralogy and Petrology 66 (1978) 91-104.
[18] Peccerillo A., Taylor S.R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*", Contributions to mineralogy and petrology 58.1 (1976) 63-81.

to the Tepekoy volcanic complex", International Journal of Earth Sciences 99-3 (2010) 593-621.

[40] Tajuddin H.A., Rastad E., Yaqoubpour A.M., Mohjal M., "*Petrology, geochemistry and the role of metamorphism in controlling the distribution pattern of ore-forming elements in Barika gold-rich massive sulfide deposit, East Sardasht, Sanandaj-Sirjan North*", Scientific Quarterly of Earth Sciences 21-83 (2013) 141-156.

[41] Ghadimi M., Rashidenjad Omran N., Ghorbani M.R., "*Petrology, geochemistry and magmatic and geodynamic evolutions of volcanic rocks in South Ardabil (Northwest Iran) (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32-1 (2024) 29-44.

[42] Taylor S.R., McLennan S.M., "*The continental crust: its composition and evolution*", (1985).

[43] Tabatabai Manesh S.M., Mahmoodabadi L., Mirlohi A.A.S., "*Geochemical investigation of Eocene volcanic rocks southwest of Jandaq (northeast of Isfahan province) (in Persian)",* Petrology 4-14 (1392) 79-92.

[44] Pearce J.A*., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (esd.) Andesites: orogenic andesites and related rocks Chichester",* Wiley (1982) 525-548.

[45] Pearce J.A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In Hawkesworth C.J., Norry M.J., (eds.) "Continental basalts and mantle xenoliths,"* Shiva Nantwich (1983) 230-249.

[46] Pearce J.A., "*Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", Lithos 100*-1 (2008) 14-48.

[47] Pearce J.A., Norry M.J., "*Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks",* Contributions to mineralogy and petrology 69-1 (1979) 33-47.

[48] Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C., "*The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks*", Earth and Planetary Science Letters 36-1 (1977) 121-132.

[49] Meschede M., "*A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb/1bZr/1bY diagram*", Chemical Geology 56-3 pp. (1986) 207-218.

earth elements on natural resources and living organisms", Environment international 127 (2019) 785-800.

[31] Heinonen J.S., Brown E.L., Turunen S.T., Luttinen A.V., "*Heavy rare earth elements and the sources of continental flood basalts*", Journal of Petrology 63-10 (2022).

[32] Wang Z., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., "*Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning*", Lithos 96-3 (2007) 543-566.

[33] Tian L, Castillo P.R., Hilton D.H., Hawkins J.W., Hanan B.B., *"Aaron J., Pietruszka A.J., Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle"*, Journal of Geophysical Research 116 (2011) 11-20.

[34] Tian L., Castrillo P.R., Hawkins J.W., Hilton D.R.., Hanan B.H., Pietruszka A.J., *"Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 178 (2008) 657-670.

[35] Helvac C., Ersoy E.Y., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö., Uzel B., *" Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibolebearing lithospheric mantle source, Western Anatolia"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 185-3 (2009) 181–202.

[36] Zulkarnain I., *"Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication"*, Jurnal Geologi Indonesia 4-2 (2009) 117-131.

[37] Emamjomeh A., Jahangiri A., Moazzen M., "*Geochemistry and geological setting of turquoise hosted intrusive bodies in Damghan (Baghou) turquoise-gold mine, Torud- Chah Shirin volcano-plutonic segment (in Persian)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29-1 (2021) 63-80.

[38] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", *Geological Society, London, Special Publications* 42.1 (1989) 313-345.

[39] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference*